

ÍNDICE DE DISTORÇÃO, PARÂMETROS CELULARES E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE CORDIERITE DE GRANITÓIDES E CORNEANAS DA REGIÃO DE TONDELA- -OLIVEIRA DO HOSPITAL (PORTUGAL CENTRAL)

S.5

POR

A. J. S. C. PEREIRA ⁽¹⁾, L. J. P. F. NEVES ⁽¹⁾, M. M. GODINHO ⁽¹⁾
e P. F. R. LEGOINHA ⁽²⁾

RESUMO — Em cordierite de amostras de pegmaplito (2), de granitos porfiróides (4), de corneanas do exocontacto com estes (9) e de corneanas de pequenos encraves pelfíticos no seio dos mesmos (4), determinou-se o índice de distorção (valores de 0.14 a 0.26) e os parâmetros da célula estrutural, que em todos os casos se ajustam a simetria ortorrômbica, geralmente com elevado grau de ordenamento; estes parâmetros não manifestam significativo poder discriminante das condições de ocorrência da cordierite. Apresenta-se a composição química macroelementar, obtida por microsonda electrónica, de 14 destas amostras, e discute-se a sua relação com o ordenamento Al/Si da cordierite e a natureza da rocha suporte.

ABSTRACT — Distortion index, cell parameters and chemical composition of cordierites from granites and hornfelses of the Tondela-Oliveira do Hospital region (Central Portugal). Distortion index was measured and cell parameters calculated for cordierite samples from porphyritic granites (4 samples), pegmaplites (2) and contact pelitic hornfelses (13). Distortion index range is 0.14-0.26 with a low mean value 0.19 for granitic rocks; with one exception (distortion index 0.14), this index range between 0.22 and 0.26 in cordierite from hornfelses, with no apparent relation to the distance from the contact. Cell parameters do not significantly discriminate the occurrences of cordierite,

⁽¹⁾ Dep. Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Coimbra, 3049 Coimbra Codex, Portugal.

⁽²⁾ Centro de Estudos Geológicos, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, Qta. da Torre, 2825 Monte da Caparica, Portugal.

and the calculation fits orthorhombic symmetry in all samples. Electron microprobe chemical composition of 14 cordierite samples is presented; its probable relation to Al/Si order and rock type is discussed.

1. INTRODUÇÃO

A ocorrência de cordierite em rochas termometamórficas, designadamente na vizinhança do exocontacto com granitos ou nos encraves e xenólitos destes, tem sido observada com alguma frequência quando é originalmente pelítica a composição da rocha. A literatura geológica regista ocorrências do mineral em granitóides, a integrar a sua composição mineralógica às vezes em vários pontos percentuais em volume. Poucas são, no entanto, as referências à sua ocorrência em rochas pegmatíticas. Num e noutro caso, a cordierite tem sido encarada como produto de cristalização magmática (eventualmente em condições peritéticas), ou, alternativamente, como tendo sido gerada por reacções de metamorfismo e persistido na mineralogia das rochas como produto refractário da fusão parcial da rocha original. Se existe relação clara entre as condições de formação e de ocorrência do mineral, por um lado, e os seus caracteres estruturais e químicos, por outro, ela não está ainda definitivamente caracterizada; conhecem-se, no entanto, algumas relações parcelares (cf. DEER *et al.*, 1986; MARESCH *et al.*, 1991).

Seja qual for o modo de geração, a cordierite tende a ocorrer na natureza com elevado grau de ordenamento Al, Si e simetria ortorrômbica, resultado de distorção de simetria hexagonal original em que Al, Si são altamente desordenados. Todavia, há indicações experimentais, que as ocorrências naturais parece confirmarem, de que esta cordierite inicialmente nucleou e cresceu metastavelmente e possuía estrutura desordenada (*v. g.*, SCHREYER e YODER, 1964; ARMSBRUSTER e BLOSS, 1981; PUTNIS e HOLLAND, 1986).

O grau de ordenamento pode ser medido por espectroscopia NMR, a distorção é correntemente monitorizada pelo índice de distorção (Id) proposto por MIYASHIRO (1957). Na transição hexagonal — ortorrômbica Id permanece nulo até que a estrutura atinja elevado grau de ordenamento (PUTNIS *et al.*, 1987), a partir do que a estrutura ajusta abruptamente o seu Id a um valor que, as mais das vezes, não será muito inferior a 0.20; a partir deste, o grau de ordenamento e Id (este com o valor máximo de ca. 0.31) correlacionam-se linearmente (*vide*, MARESCH *et al.*, 1991, fig. 14.1).

Localmente, variações de Id em rochas de contacto com intrusivo têm sido atribuídas a efeitos térmicos, apontando alguns estudos regionais para alguma tendência de crescimento de Id com a aproximação do contacto; são exemplos os casos da auréola do plutonito de Cupsuptic, nos Estados Unidos (HARWOOD e LARSON, 1969), e da do plutonito de Ballachulish, na Escócia (MARESCH *et al.*, 1991); já o caso da auréola do plutonito granítico de Sparrow Lake, no Canadá (KAMINENI, 1974) deixa, neste aspecto, algumas dúvidas de interpretação. No que respeita ao ordenamento, factores ligados à história térmica da rocha suporte e ao modo como se gerou a cordierite condicionarão o processo; no caso de metamorfismo de contacto, SCHREYER (1966) fez notar que o grau de ordenamento será mais elevado quando a cordierite nucleou e cresceu junto ao contacto com o intrusivo.

2. OBJECTO, OBJECTIVO, MÉTODOS E RESULTADOS

A cordierite é um importante constituinte de corneanas e, localmente, também de granitos porfiróides e de pegmaplitos, na região de Tondela-Oliveira do Hospital, a qual tem vindo a ser objecto de estudo por parte de um dos autores (PEREIRA e PONTE, 1992). As ocorrências de cordierite observadas nesta região podem tipificar-se como segue:

- integrada na mineralogia dos granitos porfiróides biotíticos e porfiróides biotítico-moscovíticos, e ainda na dos granitos moscovítico-biotíticos;
- integrada na mineralogia de alguns corpos pegmaplíticos associados aos granitos porfiróides;
- em rochas metassedimentares, numa auréola de não mais de 250 metros em torno do granito porfiróide biotítico-moscovítico de Tondela e do granito porfiróide biotítico de Tábua, e ainda em encraves no interior destes granitos; em todos os casos a rocha é corneana com grau de metamorfismo correspondente à zona IV definida por PEREIRA (1992); a cordierite associa-se a feldspato potássico, andaluzite e silimanite; quando cresce o quantitativo de cordierite e feldspato potássico (que chegam a perfazer, em conjunto, mais de metade da moda da rocha nos níveis mais pelíticos) tendem a escassear as micas, especialmente a

moscovite, praticamente inexistente junto à linha de contacto com o granito de Tondela.

Os cristais de cordierite, geralmente euédricos a subeuédricos, não raramente atingem dimensões de centímetros nos granitos e nos pegmatitos, só excepcionalmente excedendo os 5 centímetros; as inclusões de outros minerais são esporádicas. A sua distribuição espacial é, nestas rochas, fortemente heterogénea, com elevadas concentrações em áreas de poucos metros quadrados, a contrastar com a sua quase ausência nas áreas contíguas; é na vizinhança do contacto que os quantitativos modais atingem maiores valores médios.

Nas corneanas do exocontacto e nos encraves os porfiroblastos de cordierite são geralmente de forma ovóide e de dimensões milimétricas, raramente atingindo 1 centímetro; são poicilíticos, com abundantes inclusões de biotite, silimanite, quartzo e opacos, as quais tendem a escassear quando se aproxima o contacto com o granito; as relações texturais indiciam crescimento à custa de biotite.

No sentido de caracterizar eventual relação entre os modos de ocorrência e alguns atributos estruturais e químicos, colheram-se 19 amostras de rocha (6 de granitos e pegmatitos, 4 de encraves e 9 de corneanas; para informação sobre as amostras ver tabela 1); da cordierite destas amostras fez-se análise química e determinação do índice de distorção e de parâmetros da célula estrutural.

Para os estudos roentgenográficos as amostras de rocha foram reduzidas a grão de dimensão não superior a 75 *micra* e delas foram obtidos concentrados de cordierite por separação magnética e líquidos pesados; na difracção de raios-X usou-se radiação $\text{CuK}\alpha$. Para cálculo dos parâmetros da célula estrutural foi usado quartzo como padrão interno na obtenção de dois difractogramas no intervalo de 2θ 10-52°, a partir dos quais se estimaram valores médios para um mínimo de 10 picos; no cálculo utilizou-se o programa de EVANS *et al.* (1963), adaptado a microcomputador por BENOIT (1987).

A estimação do índice de distorção foi feita a partir de três difractogramas de cada concentrado na região de 2θ 28-30°, com obtenção de um valor de I_d para cada difractograma a partir dos planos (131), (511) e (421); tomou-se a média das três estima-

tivas para valor final de Id. A tabela 2 contém os resultados para parâmetros e para Id.

Tabela 1 — Informação sobre a localização e alguns caracteres da cordierite para as amostras que foram objecto de estudo.

Amostra	Coordenadas (M e P, em km)	Rocha	Observações
SC1	202.95; 376.00	1	Euédrica; escassas inclusões de biotite.
SC2	205.15; 390.05	2	Sub-euédrica; frequentes interpenetrações com biotite.
SC3	206.65; 390.80	2	Idem
SC4	203.90; 390.50	2	Idem
SC5	203.90; 390.50	3	Sub-euédrica; inclusões de silimanite, andaluzite e biotite.
SC6	203.90; 390.50	3	Euédrica a sub-euédrica; associada a moscovite e andaluzite.
SC7	207.00; 391.00	4	Sub-euédrica; interpenetrada com biotite.
SC8	206.20; 393.47	4	Xenoblástica, poicilítica, associada a andaluzite, silimanite e feldspato potássico.
SC9	225.48; 375.17	4	Idem
SC10	230.03; 375.55	4	Idem
SC11	202.90; 391.95	5	a 80 m de 2; Xenoblástica, poicilítica, associada a silimanite, feldspato potássico e rara andaluzite.
SC12	203.90; 390.50	5	a 1 m de 2; Idem
SC13	198.68; 380.90	5	a 50 m de 1; Idem
SC14	203.70; 374.85	5	a 40 m de 1; Idem
SC15	204.20; 390.00	5	a 10 m de 1; Idem
SC16	231.45; 375.53	5	a 200 m de 1; Idem
SC17	225.73; 372.30	5	a 20 m de 1; Idem
SC18	203.90; 390.50	5	a 10 m de 2; Idem
SC19	198.62; 381.17	5	a 80 m de 1; Idem

1 — granito porfiróide biotítico; 2 — granito porfiróide biotítico-moscovítico; 3 — pegmatito associado a 2; 4 — encrave metassedimentar em 1 ou 2; 5 — corneana no contacto do complexo xisto-grauváquico com 1 ou 2.

As análises químicas macroelementares da cordierite foram efectuadas por microsonda electrónica e os seus resultados constam da tabela 3.

Tabela 2 — Parâmetros da célula estrutural e índice de distorção (Id) determinados para a cordierite de 19 amostras. Os valores dos parâmetros são afectados dos erros estimados, referidos à probabilidade de 0.95; para os valores de Id apresentam-se os extremos do intervalo de variação das 3 estimativas efectuadas em cada caso. V = volume. Corpo lítico 1, 2, 3, 4, 5 como na tabela 1.

Amostra	Corpo lítico	a (Å)	b (Å)	c (Å)	V (Å ³)	Id (°)
SC1	1	17.076 ±.005	9.839 ±.009	9.318 ±.002	1565.56 ±0.60	0.16 ±.03
SC2	2	17.135 ±.019	9.784 ±.010	9.308 ±.008	1560.55 ±1.99	0.19 ±.03
SC3	2	17.062 ±.012	9.827 ±.009	9.314 ±.004	1561.72 ±1.45	0.22 ±.01
SC4	2	17.122 ±.012	9.822 ±.016	9.315 ±.005	1566.61 ±2.12	0.17 ±.03
SC5	3	17.072 ±.020	9.789 ±.010	9.304 ±.006	1554.91 ±2.12	0.21 ±.02
SC6	3	17.071 ±.017	9.822 ±.011	9.318 ±.007	1562.47 ±1.96	0.18 ±.04
SC7	4	17.097 ±.014	9.834 ±.011	9.295 ±.007	1562.83 ±1.68	0.22 ±.03
SC8	4	17.120 ±.012	9.762 ±.007	9.310 ±.005	1555.96 ±1.73	0.25 ±.02
SC9	4	17.065 ±.009	9.936 ±.014	9.313 ±.003	1579.16 ±1.73	0.22 ±.03
SC10	4	17.095 ±.007	9.858 ±.012	9.325 ±.002	1571.59 ±1.46	0.22 ±.02
SC11	5	17.110 ±.007	9.844 ±.004	9.313 ±.003	1568.51 ±0.79	0.22 ±.03
SC12	5	17.097 ±.014	9.813 ±.010	9.318 ±.005	1563.30 ±1.70	0.24 ±.02
SC13	5	17.125 ±.014	9.783 ±.009	9.312 ±.004	1560.17 ±1.66	0.23 ±.02
SC14	5	17.138 ±.014	9.782 ±.009	9.316 ±.004	1561.68 ±1.66	0.23 ±.01
SC15	5	17.167 ±.024	9.771 ±.012	9.311 ±.008	1561.90 ±2.29	0.25 ±.02
SC16	5	17.170 ±.011	9.869 ±.012	9.310 ±.003	1577.70 ±1.70	0.26 ±.02
SC17	5	17.070 ±.013	9.874 ±.014	9.283 ±.005	1564.65 ±2.20	0.14 ±.01
SC18	5	17.155 ±.016	9.779 ±.019	9.305 ±.006	1561.10 ±2.20	0.24 ±.02
SC19	5	17.119 ±.022	9.795 ±.010	9.320 ±.006	1554.90 ±2.12	0.22 ±.02

Tabela 3 — Análises químicas de cordierites, obtidas por microsonda electrónica, e respectivas proporções catiónicas (na base de 18 oxigénios); Corpo lítico 1, 2, 4 e 5 como na tabela 1. Ferro total na forma de FeO.

	1	2	4				5							
	SC1	SC2	SC7	SC8	SC9	SC10	SC11	SC12	SC13	SC14	SC15	SC16	SC17	SC18
SiO ₂	47.15	47.53	47.14	48.34	48.51	47.99	49.01	48.38	47.20	48.25	48.21	48.61	48.08	48.06
TiO ₂	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	33.04	32.03	32.29	33.29	32.66	32.89	32.70	33.13	32.21	32.41	32.89	31.93	32.76	32.26
FeO	11.35	12.16	10.83	10.17	10.18	9.80	10.06	7.57	11.27	11.43	9.86	11.00	9.75	10.07
MnO	0.38	0.25	0.53	0.11	0.18	0.14	0.23	0.21	0.09	0.11	0.16	0.15	0.10	0.22
MgO	5.17	5.35	6.50	6.68	6.66	6.63	6.75	8.82	6.25	5.94	6.87	6.45	5.90	6.78
CaO	0.02	0.00	0.07	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03
Na ₂ O	0.70	0.25	0.29	0.46	0.12	0.11	0.16	0.14	0.09	0.12	0.32	0.19	0.61	0.39
K ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
Total	97.97	97.61	97.66	99.10	98.33	97.62	98.93	98.26	97.12	98.28	98.35	98.38	97.23	97.83
Si	4.96	5.02	4.96	4.98	5.03	5.01	5.05	4.97	4.99	5.04	5.00	5.06	5.04	5.02
Al	4.11	3.99	4.01	4.05	3.99	4.05	3.97	4.01	4.01	3.99	4.02	3.92	4.05	3.97
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.00	1.08	1.02	0.88	0.88	0.86	0.87	0.65	0.99	1.00	0.86	0.96	0.85	0.88
Mn	0.30	0.02	0.05	0.01	0.02	1.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Mg	0.81	0.84	0.95	1.03	1.03	0.12	1.04	1.35	0.98	0.92	1.06	1.00	0.92	1.06
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.14	0.05	0.06	0.09	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.04	0.12	0.08
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00

3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os valores obtidos para os parâmetros da célula estrutural situam-se no intervalo de variação que tem sido referido para cordierites de simetria ortorrômbica. Com efeito, todos os cálculos foram efectuados para simetria ortorrômbica, grupo espacial Cccm; em nenhum caso os dados difractométricos se ajustavam satisfatoriamente à simetria hexagonal. Os valores de I_d levam a filiar as cordierites nas de distorção intermédia a alta (cf. SCHREYER e SCHAIRER, 1966), em todo o caso denotando apreciável distorção da estrutura hexagonal, particularmente elevada em algumas corneanas.

Só em 7 das amostras I_d , a e b cumprem a equação proposta por AFONINA e DEMINA (1980; fide DEER *et al.*, 1986; *vide* também SELKREGG e BLOSS, 1980); doutro modo, calcular I_d a partir da célula estrutural conduz aqui a resultados que, na maior parte das amostras, são diferentes dos que se podem observar directamente sobre os difractogramas, o que indica que o índice de distorção contém, no presente caso, informação não previsível por simples conhecimento dos parâmetros. Não temos explicação para tal facto, mas ele põe em dúvida a universalidade da referida equação.

A maioria das cordierites possui valor de I_d não inferior a 0.20, acima do qual este índice e o grau de ordenamento se correlacionam linear e positivamente. As corneanas têm $I_d = 0.22$ a 0.26, excepção feita à amostra SC17, com $I_d = 0.14$, o valor mais baixo observado. Exceptuada esta corneana, é no conjunto de granitos e pegmatitos que se observam os mais baixos I_d ; em rastreio de I_d de grande número de cordierites naturais observou também SCHREYER (1966) os mais baixos valores em intrusivos ácidos; ao invés, foi em xenólitos de rochas vulcânicas que verificou existirem os valores mais elevados.

A promoção da transição de simetria, bem como do ordenamento, da cordierite das corneanas há-de buscar-se nas acções térmicas dos corpos graníticos adjacentes, para os quais o *solidus* se situaria no intervalo 650 a 700° à profundidade provável de implantação de 7 a 11 km (PEREIRA, 1992). A terem ancestralidade metamórfica os cristais de cordierite que integram granitos e pegmatitos, mal se compreenderia que patenteassem mais baixo grau

de ordenamento do que as corneanas, ainda que com algumas especificidades composicionais impostas pelo granitóide. Parece poder concluir-se ser, nestas rochas, de origem magmática a cordierite, o que, de resto, alguns caracteres petrográficos indicam também.

Embora relativamente longe do máximo ordenamento, a maioria das corneanas (se não a totalidade) operou já a transição simetria hexagonal-ortorrômbica. Na corneana SC17, a 20 metros do contacto, Id é anormalmente baixo, próprio dum estado estrutural intermédio. A ser real e não instrumental este valor 0.14, ele não implica necessariamente que a respectiva cordierite tenha relativamente baixo grau de ordenamento, ou que os seus grãos estejam ainda, em média, em forma metastável, o que, dado o contexto geológico em que ocorre, seria dificilmente explicável (de resto, também STOUT, 1975, observou duas cordierites que, embora com o mesmo grau de ordenamento, forneceram valores de Id 0.12 e 0.24); algumas especificidades composicionais (onde se incluirá o teor de Na) poderão estar na origem deste Id anómalo. Na cordierite SC16, a mais distante do contacto, Id tem o seu valor mais elevado. A predição de SCHREYER (1966) de que o estado estrutural mais ordenado ocorreria em cordierite que nucleasse e crescesse em rochas vizinhas do contacto intrusivo parece não se confirmar aqui. Observa este mesmo autor que, no metamorfismo de contacto, Id e a temperatura crescem no mesmo sentido, ao passo que Id e a distância ao contacto crescem em sentidos opostos; a ser verdadeira esta conclusão, e não sendo significativamente diferentes as temperaturas do *solidus* granítico no caso dos granitos em apreço, seria de esperar que a distância ao contacto determinasse variação sistemática no valor de Id, o que não é detectável nos dados (ver figura 1).

Se para Id foi possível observar alguma discriminação entre as cordierites de granitóides, por um lado, e as de metassedimentos, por outro, quando se consideram os três parâmetros da célula estrutural os números, tomados de *per si*, não são de molde a poder concluir-se por discriminação da cordierite dos corpos ígneos relativamente à dos metassedimentos (não seria judicioso apresentar testes quantitativos de discriminação com tão reduzido conjunto de números). Ainda que se considerem em simultâneo os parâmetros estruturais a, b, c e Id, as 19 amostras em que eles foram quantifi-

cados agregam-se de modo incaracterístico, como o ilustra o dendrograma da figura 2a.

A inspecção da tabela 3 mostra que a relação $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ percorre o intervalo (0.40; 0.67); porém, na cordierite das rochas metamórficas esta relação é sempre igual ou superior a 0.47.

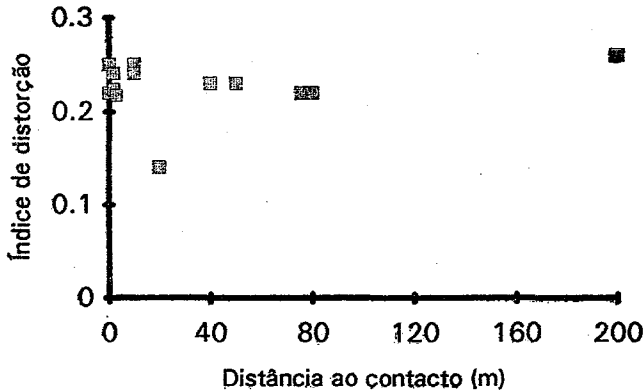


Fig. 1 — Projecção do índice de distorção da cordierite de corneanas (incluindo os encraves) em função da distância ao contacto com o corpo granítico mais próximo.

No presente caso, como em muitas outras situações (*v. g.*, GORBATSHEV, 1968), dos dois minerais ferromagnesianos em presença (cordierite e biotite) o Mg, ao contrário do Fe, prefere alojar-se na estrutura da cordierite; e não será em diferenças de pressão e de temperatura que há-de buscar-se a razão da aparente tendência para enriquecimento relativo da cordierite das rochas metamórficas em Mg, uma vez que a partilha de Fe e Mg entre biotite e cordierite parece ser pouco afectada pelas condições termobáricas de formação (*v. g.*, DEER *et al.*, 1986). Tanto quanto o reduzido número de amostras o permite afirmar, parece esboçar-se alguma tendência para que a relação $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ seja menor na cordierite de granitóides do que na das corneanas e dos encraves, sem aparente discriminação entre estes e as corneanas. A ser significativa esta tendência, ela poderá paralelizar-se com a que já antes se fez notar para que Id assumia menores valores na cordierite dos granitóides, sugerindo-se, assim, que factores composicionais poderão estar na origem desses menores valores, e não apenas (ou não sobretudo) o menor grau de ordenamento.

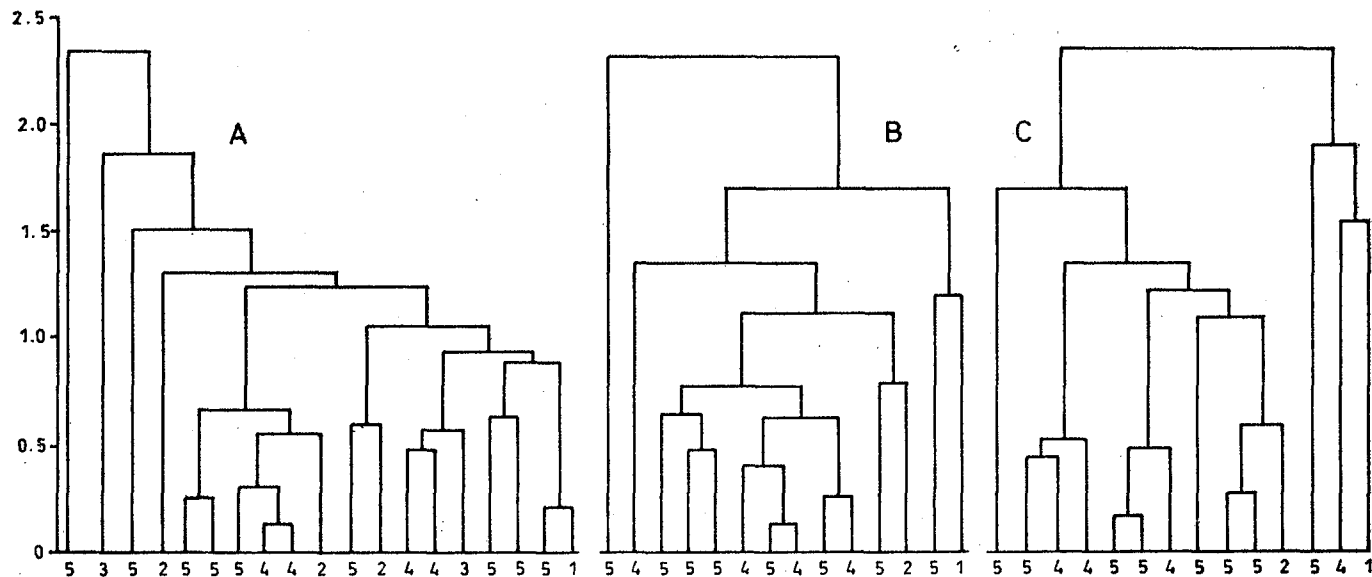


Fig. 2 — Dendrograma para as amostras de cordierite, caracterizadas pelos valores standardizados de (A) índice de distorção e parâmetros da célula estrutural, (B) percentagens de Si, Al, Fe, Mg, Mn e Na e (C) percentagens de Si, Al, Fe, Mg, Mn e Na, índice de distorção e parâmetros da célula estrutural. O índice de dissimilaridade (em ordenadas) é a distância euclidiana, e o método de agregação é o de agrupamento hierárquico.

O número de átomos de Si e de Al por fórmula, com intervalos de variação (4.96; 5.05) e (3.97; 4.11), respectivamente, apresenta notável constância ao longo de todas as amostras; tendo em conta os erros analíticos, Si e Al perfazem persistentemente o ideal estrutural de 5 e 4, respectivamente. O raio médio ponderado dos catiões octaédricos é praticamente constante; a marcada correlação positiva encontrada por SELKREGG e BLOSS (1980) entre este raio e os parâmetros *a* e *b* não se confirma no presente caso.

O sódio está presente em quantitativo sempre significativo; ao contrário, os conteúdos de Ti, K e Ca são muito baixos, preferindo Ti e K claramente a estrutura da biotite. Se a presença de Na, K e Ca se correlaciona com a substituição de Al por iões divalentes como Mg, Fe e Be (*vide* ARMSBRUSTER e IROUSCHEK, 1983), os valores analíticos são indicadores de que essa substituição se não deu aqui em extensão apreciável.

O conteúdo de cordierite em água não foi pesquisado. É, porém, justificado presumir que quase toda a diferença do total das análises para 100% será perfeito por água; sendo assim, os seus valores prováveis parece variarem de modo incaracterístico entre ca. 1% e ca. 2.8%, e não parece haver correlação com a pressão de água aquando da formação das rochas respectivas ou com a velocidade de arrefecimento destas (*vide*, LEPEZIN e MELENEVSKY, 1977).

Incaracterístico é também o modo como se agregam as amostras analisadas quimicamente quando se tomam em conta e em simultâneo os elementos Si, Al, Fe, Mn, Mg e Na, constituindo grupos sem aparente relação com a rocha suporte da cordierite (ver figura 2b). O mesmo se passa, aliás, quando, em conjunto com estes elementos, se consideram ainda os parâmetros *a*, *b* e *c* e o índice de distorção (figura 2c).

Parece, pois, que, à parte uma possível menor relação $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ nos granitos do que nos metassedimentos (não foi analisada cordierite de pegmatito), é ainda um menor valor do índice de distorção em granitos e pegmatitos, as restantes variáveis quantificadas não revelam clara tendência a correlacionar-se com a rocha suporte da cordierite.

Agradecimentos — As análises por microsonda electrónica foram obtidas no Laboratório da Direcção-Geral de Geologia e Minas, por defe-

rência do Dr. J. M. Farinha Ramos, e no Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa, por deferência do Prof. Dr. J. M. Munhá. O Sr. António Gândara Gaspar colaborou na obtenção dos difractogramas no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

BIBLIOGRAFIA

- ARMBRUSTER, T. e BLOSS, F. D. (1982) — Orientation and effects of channel H_2O and CO_2 in cordierite. *Amer. Mineral.*, 67, pp. 284-291.
- ARMBRUSTER, T. e IROUSCHEK, A. (1983) — Cordierites from the Lepontine Alps: Na + Be — Al substitution, gas content, cell parameters and optics. *Contr. Mineral. Petrol.*, 82, pp. 389-396.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. e ZUSSMAN, J. (1986) — Rock-forming minerals, 2nd ed., vol. Ib. Longman, Londres, xxx p.
- GORBATSCHEV, R. (1968) — Distribution of elements between cordierite, biotite and garnet. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 110, pp. 57-80.
- HARWOOD, D. S. e LARSON, R. R. (1969) — Variations in the delta index of cordierite around the Cupsuptic pluton, west-central Maine. *Amer. Mineral.*, 54, pp. 896-908.
- KAMINENI, D. C. (1974) — Variation in the distortion index of cordierite east of Sparrow Lake granite pluton, District of Mackenzie. *Can. Mineral.*, 12, pp. 419-421.
- LEPEZIN, G. G. e MELENEVSKY, V. N. (1977) — On the problem of water diffusion in the cordierites. *Lithos*, 10, pp. 49-57.
- MARESCH, W. V., BLUMEL, P. e SCHREYER, W. (1991) — A search for variations in the structural states of cordierite in contact metamorphosed pelites. In G. Voll *et al.* (ed.), *Equilibrium and kinetics in contact metamorphism*, Springer-Verlag, Berlim, pp. 297-314.
- MIYASHIRO, A. (1957) — Cordierite-indialite relations. *Am. J. Sci.*, 255, pp. 43-62.
- PEREIRA, A. J. S. C. (1992) — Evolução térmica e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) durante a orogenia hercínica. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral Geol. Univ. Coimbra, 114, pp. 19-35.
- PEREIRA, A. J. S. C. e PONTE, M. J. B. da (1992) — Geologia da região de Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central). *Idem*, 114, pp. 1-17.
- PUTNIS, A. e HOLLAND, T. J. B. (1986) — Sector trilling in cordierite and equilibrium overstepping in metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 93, pp. 265-272.
- SCHREYER, W. (1966) — Synthetische und naturliche Cordierite III. Polymorphiebeziehungen. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 105, pp. 211-244.
- SCHREYER, W. e SCHAIRER, J. F. (1961) — Compositions and structural states of anhydrous Mg-cordierites: a reinvestigation of the central part of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. *J. Petrol.*, 2, pp. 324-406.

- SCHREYER, W. e YODER, H. S., Jr. (1964) — The system Mg-cordierite — H_2O and related rocks. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 101, pp. 271-342.
- SELKREGG, K. R. e BLOSS, F. D. (1980) — Cordierites — compositional controls of Δ , cell parameters, and optical properties. *Amer. Mineral.*, 65, pp. 522-533.
- SROUT, J. H. (1975) — Apparent effects of molecular water on the lattice geometry of cordierite. *Amer. Mineral.*, 60, pp. 229-234.